

УДК 551.511.32 + 551.516.6

МОДЕЛИРОВАНИЕ РЕГИОНАЛЬНОГО ВЛИЯНИЯ ИОНОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

© 2022 г. А. Е. Алоян^а, *, А. Н. Ермаков^б, **, В. О. Арутюнян^а

^а Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, ул. Губкина, 8, Москва, 119333 Россия

^б Институт энергетических проблем химической физики РАН им. В.Л. Тальрозе ФИЦ ХФ им. Н.Н. Семенова РАН, Ленинский пр. 38, корп. 2, Москва, 119334 Россия

*e-mail: ezmakr2010@yandex.ru

**e-mail: polclouds@yandex.ru

Поступила в редакцию 10.01.2022 г.

После доработки 23.01.2022 г.

Принята к публикации 09.02.2022 г.

Приведены результаты численных расчетов изменчивости в атмосфере Северного полушария счетных концентраций, аэрозольных частиц разных размеров, а также скоростей процессов ионной и бинарной нуклеации паров серной кислоты и воды. Расчеты выполнялись с использованием новой трехмерной модели регионального переноса и трансформации в атмосфере газовых и аэрозольных примесей с учетом процессов фотохимии, нуклеации с участием нейтральных молекул и ионов, а также конденсации/испарения и коагуляции. Полученные численные результаты указали на значимую роль в зимнее время процесса ионной нуклеации в формировании аэрозоля, особенно в нижней тропосфере и нижней стратосфере Северного полушария. При этом наряду с уровнем ионизации воздуха ключевыми факторами, определяющими динамику ионных процессов в атмосфере и их влияние на пространственно-временное распределение аэрозольных частиц, являются температура и относительная влажность.

Ключевые слова: численная модель, атмосфера, бинарная нуклеация, ионная нуклеация, аэрозольные частицы

DOI: 10.31857/S0002351522030014

ВВЕДЕНИЕ

Исследования формирования частиц аэрозоля остаются актуальными в физике и химии атмосферы. Участие аэрозольных частиц в рассеянии и поглощении солнечного излучения, а также в гетерогенных химических реакциях сказывается на климате и содержит в воздухе малых примесей и привлекает, поэтому пристальное внимание [1–3]. Ранее в [4–6] нами сообщалось о построении трехмерной модели переноса многокомпонентных газовых и аэрозольных микропримесей в регионе северного полушария с учетом химических и кинетических процессов их трансформации, а также бинарной нуклеации паров воды и серной кислоты и последующих процессов конденсационного роста частиц и их коагуляции. Недавние натурные эксперименты показали, однако, что такой механизм генерации зародышей вторичных частиц аэрозоля не дает объяснения наблюдаемому нуклеационным всплескам их образования в атмосфере [7]. В последние годы все большее внимание, поэтому привлекают процессы формирования вторичных аэрозольных частиц с участием атмосферных ионов [1]. Цель

данной работы — использовать разработанную нами модель, включающую блок процессов ионной нуклеации [8], для оценки регионального влияния ионов на пространственно–временную картину распределения концентраций вторично-сульфатного аэрозоля в атмосфере.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ АЭРОЗОЛЯ

Уравнения изменчивости многокомпонентных газовых примесей и аэрозолей представим в следующем виде:

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial C_i}{\partial x_j} = F_i^{gas} - P_i^{nucl} - P_i^{ion-nucl} - P_i^{cond} + P_i^{chem} + \frac{\partial}{\partial x_j} K_{jj} \frac{\partial C_i}{\partial x_j}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \varphi_k}{\partial t} + (u_j - \delta_{j3} w_g) \frac{\partial \varphi_k}{\partial x_j} = F_i^{aer} + P_k^{nucl} + P_k^{ion-nucl} + P_k^{cond} + P_k^{coag} + P_i^{chem} + \frac{\partial}{\partial x_j} K_{jj} \frac{\partial \varphi_k}{\partial x_j}. \quad (2)$$

Здесь $u_j - (j = \overline{1,3} (u_1 = u, u_2 = v, u_3 = w), (x_1 = x, x_2 = y, x_3 = z); C_i (i = \overline{1, \dots, N_g}) -$ концентрация газовых веществ, $\varphi_k (k = \overline{1, \dots, N_a}) -$ концентрация аэрозольных частиц соответствующей фракции, N_g и $N_a -$ число газовых веществ и аэрозольных фракций соответственно, компоненты вектора скорости ветра в направлениях x, y, z соответственно; $w_g -$ скорость гравитационного оседания; F_{gas} и F_{aer} — источники газовых веществ и аэрозолей; $P^{nucl}, P^{ion-nucl}, P^{cond}, P^{coag}, P^{chem}$ — операторы гомогенной нуклеации, ионной нуклеации, конденсации, коагуляции и фотохимической трансформации соответственно.

В работе наряду с бинарной нуклеацией паров воды и серной кислоты ($J_{byn}, \text{см}^{-3} \text{с}^{-1}$) рассматривался процесс их нуклеации и за счет атмосферных ионов ($J_{ion}, \text{см}^{-3} \text{с}^{-1}$). Уравнения (1)–(2) рассматриваются в области $D_i = D \times [0, T]$, где $D = \{[-X \leq x \leq X] \times [-Y \leq y \leq Y] \times [0 \leq z \leq H]\}$, $H -$ верхняя граница расчетной области.

Начальные условия (при $t = 0$) задаются в следующем виде:

$$C(x, y, z) = C_i^b(x, y, z), \quad (3)$$

$$\varphi(x, y, z) = \varphi^b(x, y, z). \quad (4)$$

На боковых границах области для функций задаются следующие краевые условия:

$$C|_{\Omega} = C^b, \quad \varphi|_{\Omega} = \varphi^b, \quad \text{при } u_n < 0, \quad (5)$$

$$\frac{\partial C}{\partial n}|_{\Omega} = 0, \quad \frac{\partial \varphi}{\partial n}|_{\Omega} = 0, \quad \text{при } u_n \geq 0. \quad (6)$$

Здесь $\Omega -$ боковая поверхность, $n -$ внешняя нормаль к Ω , $u_n -$ нормальная компонента вектора скорости, $C^b, \varphi^b -$ фоновые концентрации газовых веществ и аэрозолей соответственно.

Уравнения переноса и трансформации многокомпонентных газовых примесей и аэрозолей в атмосфере решались в границах заданной расчетной области. На поверхности земли ($z = h$) поглощение газовых примесей рассчитывалось с учетом суммы аэродинамического сопротивления, квазиламинарного сопротивления приземного слоя молекулярной диффузии и сопротивления поверхностному осаждению.

Для задания краевого условия на первом расчетном уровне (на верхней границе приземного слоя атмосферы) $z = h$, сопротивление вхождению примеси на поверхности земли задавалось суммой трех слагаемых: аэродинамического сопротивления r_a , квазиламинарного сопротивления приземного слоя r_b , возникающего вследствие молекулярной диффузии вблизи Земли, и поверхностного сопротивления r_c , обусловленного поверхностным

осаждением. Потоки примесей в приземном слое атмосферы рассматривались в виде:

$$v \frac{\partial C_i}{\partial z} = \frac{1}{r_a + r_b + r_c} (C_i - C_{i,surf}) - \text{для газа}, \quad (7)$$

$$v \frac{\partial \varphi_k}{\partial z} = \frac{\varphi_k - \varphi_{k,surf}}{r_a + r_b + r_c} + w_g \varphi_k - \text{для аэрозоля}, \quad (8)$$

где $r_b = \frac{2}{\kappa u_*} \left(\frac{S_c}{Pr} \right)^{2/3}$, $S_c = 1.5 \times 10^{-5} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$, $Pr = 0.71 -$

число Прандтля, $u_* -$ динамическая скорость.

Аэродинамическое сопротивление вычисляли по формуле $r_a = \frac{1}{c_u c_\varphi |u|}$. Коэффициент поверхностного сопротивления r_c над сушей определяется из модели, описывающей перенос примесей в почве и деятельном слое океана с одновременным использованием потоков на разделе атмосфера–почва и атмосфера–океан. Для определения коэффициентов горизонтального и вертикального турбулентного обмена используется метод, предложенный в [9].

Ионная нуклеация

Эксперимент показывает, что в процессе ионной нуклеации участвуют по преимуществу отрицательные ионы [10, 11]. В присутствии в воздухе паров H_2SO_4 ионы $\text{NO}_3^-(\text{HNO}_3)_x(\text{H}_2\text{O})_y$ преобразуются в кластерные ионы HSO_4^- , рост размеров которых в процессах кластеризации и рекомбинации с противоионами приводит, в конечном итоге, к зародышам аэрозольных частиц. Скорость нуклеации (J_{ion}) рассчитывалась как поток частиц, проходящих через критический размер зародыша (r_{cr}). Одновременно возникающие в воздухе нейтральные кластеры, включающие молекулы серной кислоты и воды, коагулируют как с нейтральными, так и с отрицательно заряженными кластерами. При этом их захват нейтральными аэрозольными частицами ведет к снижению J_{ion} [12].

Применение в трехмерных численных моделях этого алгоритма нахождения J_{ion} встречает, однако, большие сложности в виду необходимости использования огромных вычислительных ресурсов. Поэтому в данной модели для определения скорости нуклеации, зависящей от концентрации серной кислоты, температуры, относительной влажности, скорости ионизации и площади поверхности предшествующих частиц была использована параметризация J_{ion} от этих параметров [12]. Подробнее о модели ионной нуклеации и алгоритме нахождения ее скорости по ходу расчетов [8].

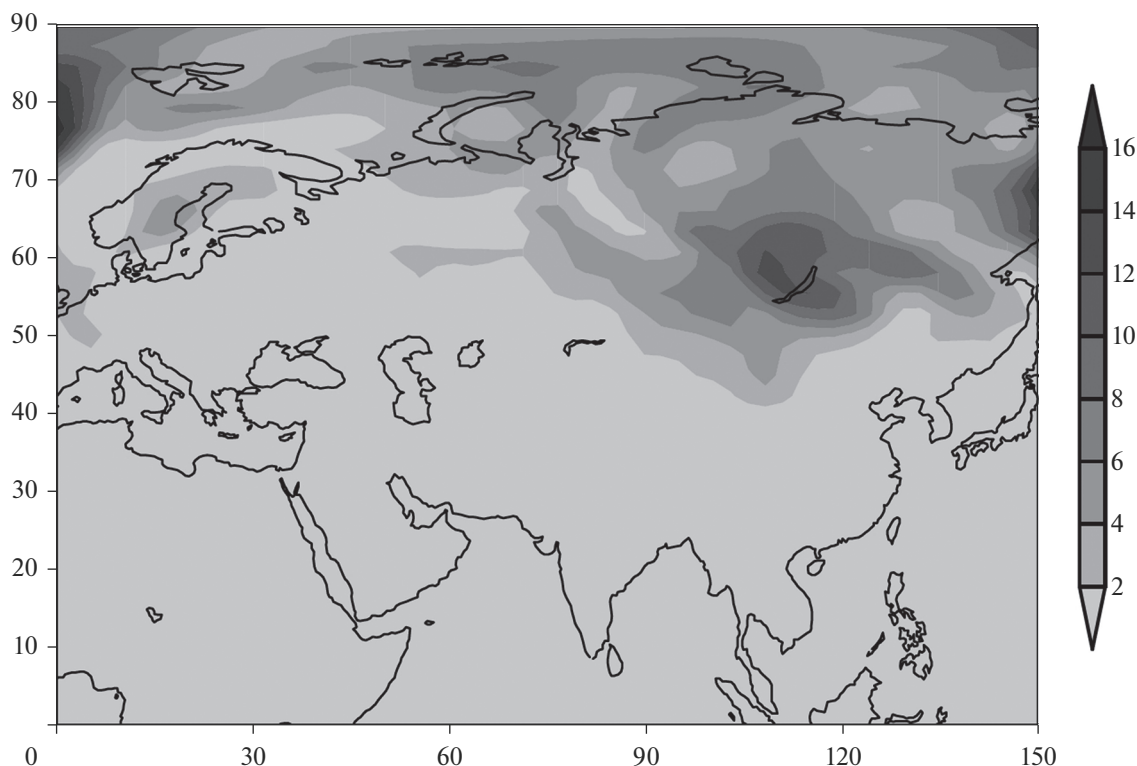


Рис. 1. Региональное распределение скоростей ионной нуклеации $\text{см}^{-3} \text{с}^{-1}$ спустя 48 ч. после инициализации модели. Высота над подстилающей поверхностью 7.2 км, зимнее время (январь 2002 г.).

Модель фотохимической трансформации

В качестве предшественников частиц т.н. вторичного аэрозоля [1], рассматривались процессы фотоокисления эмитируемых с поверхности серосодержащих компонентов антропогенного и биогенного происхождения, в том числе эмитируемого океанами диметилсульфида (CH_3SCH_3). Всего учитывалось 72 индивидуальных газовых компонента [5].

Ядра конденсации

Для описания пространственно-временной изменчивости в атмосфере их концентраций и спектра размеров в расчетах использовались 20 дискретных интервалов от ≈ 4 нм до 0.58 мкм. Отметим, что по данным натурных экспериментов счетная концентрация ядер конденсации изменяется по высоте в пределах от ~ 10 до нескольких сотен частиц в 1 см^3 [13]. При этом считалось, что ядра конденсации представляют собой инертные частицы, превращающиеся в сульфатный аэрозоль лишь при оседании молекул серной кислоты и воды или захвата мелких частиц сульфатного аэрозоля, возникающих в процессах нуклеации. Распределение концентрации ядер конденсации по размерам задавалось в диапазоне от 0.18 до $9.98 \times 10^8 \text{ м}^{-3}$ [14]. Суммарная удельная поверхность ядер конденса-

ции в начальный момент составила $\approx 0.26 \text{ мкм}^2/\text{м}^3$. По данным [12] это сводит к минимуму их влияние на динамику ионной нуклеации.

Численные эксперименты выполнялись применительно к Северному полушарию и высотным профилям в разных географических точках в зимнее время при следующих входных параметрах. Число уровней по вертикали – 20 (от 100 до 46000 м). В экспериментах вычислялись скорость бинарной нуклеации паров H_2O и H_2SO_4 , необходимая для нуклеации пороговая концентрация H_2SO_4 , скорость нуклеации, критический размер кластера, а также временная изменчивость функции распределения частиц по размерам. Метеорологическая информация заимствовалась из базы данных Европейского центра по среднесрочным прогнозам (ECMWF) для января 2002 г.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННЫХ РАСЧЕТОВ И ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 1 и 2 в качестве примера приведены результаты рассчитанных по отдельности по региональной модели изменчивости скоростей ионной и бинарной нуклеации паров воды и серной кислоты. Представленные для высоты 7.2 км данные о скоростях этих процессов отвечают картине спустя 48 часов после инициализации модели. Похожие

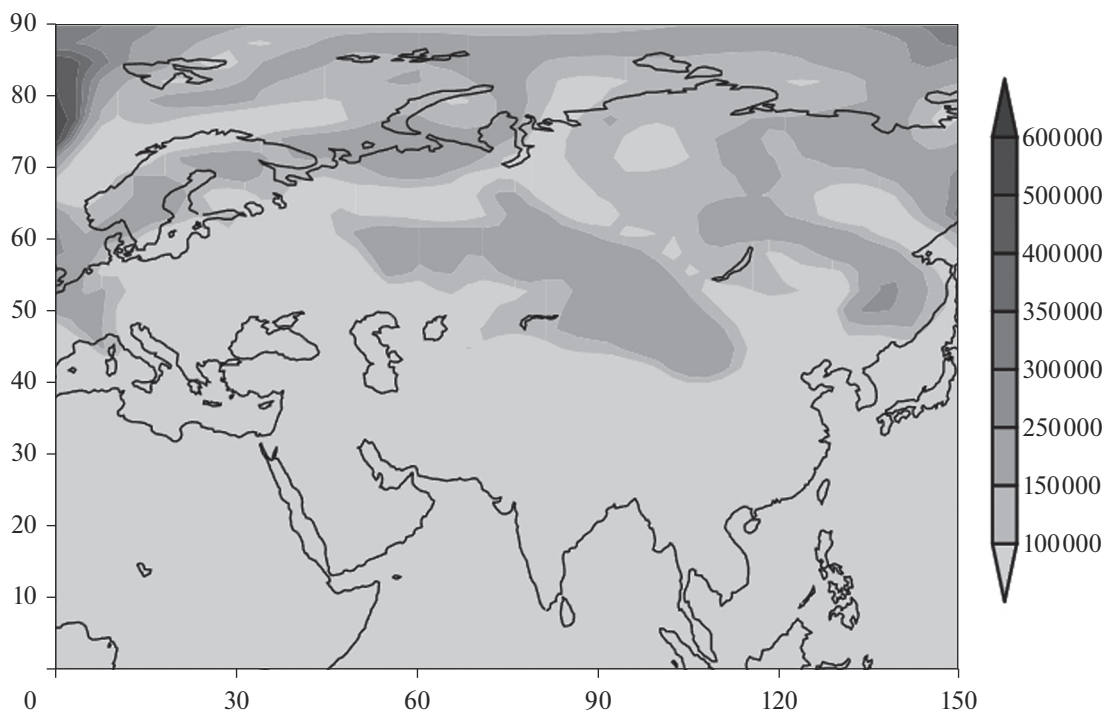


Рис. 2. Региональное распределение скоростей бинарной нуклеации, $\text{cm}^{-3} \text{s}^{-1}$ спустя 48 ч. после инициализации модели. Высота над подстилающей поверхностью 7.2 км, зимнее время (январь 2002 г.).

картины пространственной изменчивости скоростей ионной и бинарной нуклеации паров серной кислоты и воды были получены для других высот и других времен спустя инициализации модели. Из данных этих расчетов следует, что образование зародышей частиц в обоих процессах характеризуется значительной неоднородностью распределения в атмосфере. С наибольшей интенсивностью оба эти процесса протекают в умеренных и в высоких широтах. Это подтверждают расчеты вертикальных профилей скоростей формирования зародышей частиц в ряде географических точек в Северном полушарии в умеренных широтах и вблизи тропиков. Их результаты показывают, что процесс ионной нуклеации доминирует в нижней тропосфере и нижней стратосфере. При этом в нижней тропосфере, т.е. в условиях достаточно высоких по меркам бинарной нуклеации температур решающим оказывается влияние ионов на термическую стабильность ионных кластеров. В нижней стратосфере, т.е. в условиях низких температур решающим оказывается влияние ионов на термическую стабильность кластеров при дефиците влажности воздуха.

Преимущественному формированию зародышей вторичных аэрозольных частиц в процессе ионной нуклеации в высоких широтах способствует нарастающий в этом направлении уровень ионизации [12], а также достаточно низкие температуры и высокий уровень относительной

влажности в воздухе. Подобное их сочетание, но для еще более низких температур в умеренных и высоких широтах необходимо и для формирования зародышей вторичных частиц в процессе бинарной нуклеации. С различиями распределения в атмосфере температур и относительной влажности, а также уровня содержания паров серной кислоты и связаны прослеживаемые на рис. 1 и 2 различия локализации областей осуществления ионной или бинарной нуклеации при формировании зародышей частиц аэрозоля. С ними связано и наблюдаемое влияние ионов на распределение частиц аэрозоля в атмосфере, предшественником которых выступает ионная нуклеация.

На рис. 3 показана картина распределения в сферической атмосфере скорости наработки зародышей вторичных частиц при одновременном учете участия в атмосфере процессов ионной и бинарной нуклеации паров серной кислоты и воды спустя 48 часов после инициализации модели на высоте 7.2 км. Из данных рис. 3 следует, что область формирования зародышей вторичных аэрозольных частиц при их одновременном осуществлении оказывается более однородной. Это связано с заполнением “пустых” областей в картине распределения источников зародышей частиц с участием ионов источниками зародышей возникающих в процессе бинарной нуклеации. Неясным при этом остается просматривающееся расширение зоны источников зародышей частиц к

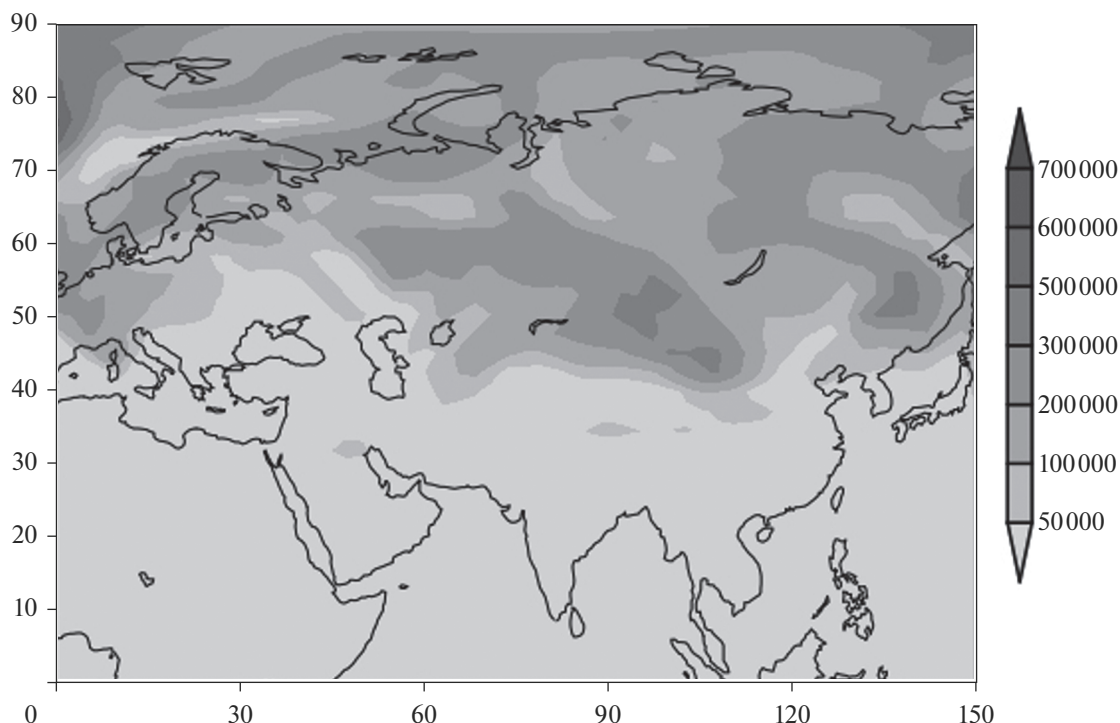


Рис. 3. Региональное распределение суммарной скорости ионной и бинарной нуклеации, $\text{см}^{-3} \text{с}^{-1}$ спустя 48 ч. после инициализации модели. Высота над подстилающей поверхностью 7.2 км, зимнее время (январь 2002 г.).

тропикам, несмотря на аддитивность скоростей процессов ионной и бинарной нуклеации. Так, по данным рис. 1 и 2 нижняя граница рассчитанных по отдельности распределений скоростей процессов ионной и бинарной нуклеации не опускается ниже 40°N , тогда как при одновременном их участии возникновение зародышей частиц смещается к заметно более низким широтам. И это притом, что уровень ионизации, необходимый для ионной нуклеации по мере сдвига к тропикам снижается, а пороговые концентрации серной кислоты для осуществления бинарной нуклеации, напротив заметно нарастают (до $\approx 5 \times 10^6 \text{ см}^{-3}$).

Вид рассчитанных распределений счетных концентраций аэрозольных частиц различных размеров (от 3.5 до 246 нм) на высоте 4.2 км спустя 48 ч инициализации модели показан на рис. 4–6. Отчетливо виден результат действия процессов нуклеации, ведущих к генерации новых частиц, что проявляется в изменении вида спектра ядер конденсации. Формирование новых частиц над обширным районом, прилегающим к о. Байкал, начинается уже на высотах ≈ 2 км, т.е. в условиях доминирования ионной нуклеации. Этому способствует высокая антропогенная нагрузка в данном регионе и, как результат, высокие концентрации паров серной кислоты ($\geq 5 \times 10^7 \text{ см}^{-3}$), но не только. Благоприятствуют нуклеации и низкие температуры в зимнее время ($\approx 230 \text{ K}$), и достаточно высокий

уровень относительной влажности воздуха (0.6–0.7), что в совокупности приводит к уровню пороговых концентраций паров серной кислоты на порядок величины более низких, чем их содержание над данным регионом. По данным расчетов концентрация частиц самой мелкой (первой) моды (3.5 нм) составляет $(4–5) \times 10^7 \text{ м}^{-3}$, притом, что начальный уровень содержания ядер конденсации более, чем на два порядка величины выше: $\approx 10^9 \text{ м}^{-3}$. Наблюдаемый спад концентрации присутствующей в наибольшей концентрации частиц первой моды вызван генерацией в процессах нуклеации паров воды и серной кислоты мельчайших новых частиц и их захватом ядрами конденсации. Этот захват новых частиц сопровождается ростом размеров ядер конденсации. Одновременно с этим ядрами конденсации захватываются из воздуха молекулы серной кислоты и воды, что также ведет к росту размеров частиц первой моды. Результативно оба эти процесса, а также участие частиц первой моды в коагуляционных процессах, ведет к межмодовому переходу частиц из первой моды во вторую (25.8 нм) и последующие моды частиц, т.е. к снижению счетной концентрации частиц первой моды [8].

В качестве иллюстрации на рис. 7 показано изменение во времени спектра частиц ядер конденсации на высоте 3 км в Якутии (70°N , 120°E) в продолжении 25 суток. Отчетливо видно сниже-

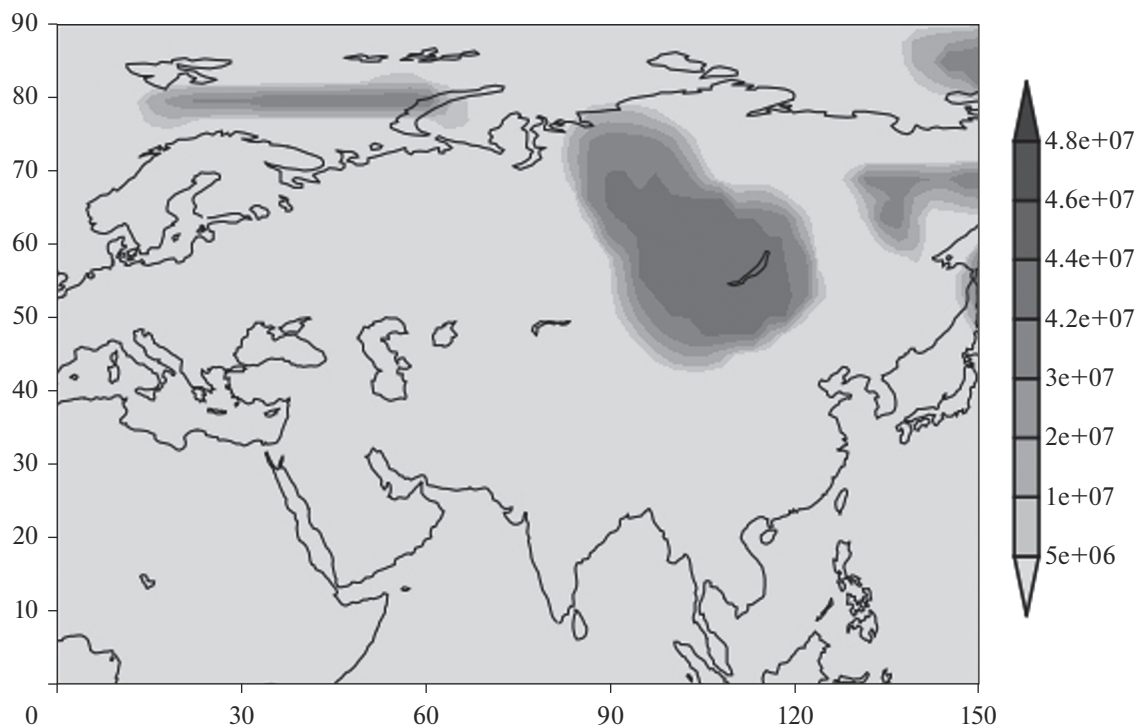


Рис. 4. Региональное распределение счетных концентраций частиц вторичного аэрозоля размером 3.5 нм спустя 48 ч. после инициализации модели. Высота над подстилающей поверхностью 4.2 км, зимнее время (январь 2002 г.).

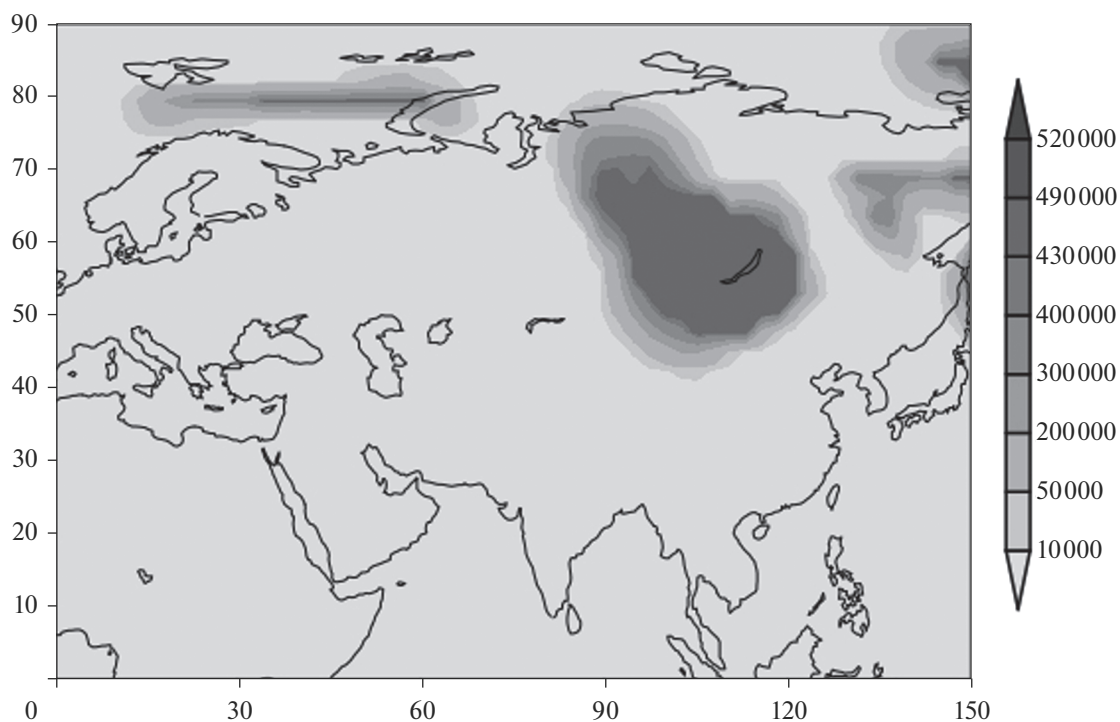


Рис. 5. Региональное распределение счетных концентраций частиц вторичного аэрозоля размером 60.5 нм спустя 48 ч. после инициализации модели. Высота над подстилающей поверхностью 4.2 км, зимнее время (январь 2002 г.).

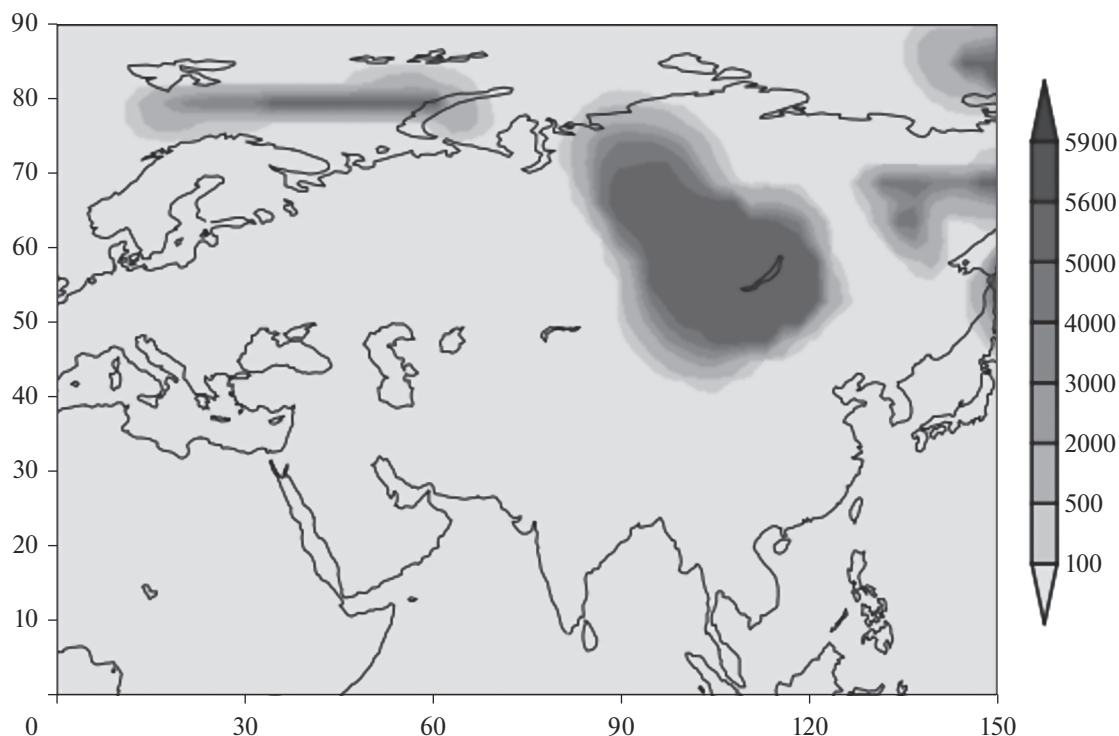


Рис. 6. Региональное распределение счетных концентраций частиц вторичного аэрозоля размером 249.5 нм спустя 48 ч. после инициализации модели. Высота над подстилающей поверхностью 4.2 км, зимнее время (январь 2002 г.).

ние счетной концентрации частиц аэрозоля первой моды и рост концентраций частиц во второй, третьей и последующих модах. Одновременно прослеживается и спад концентраций крупных частиц (≥ 130 нм), что вызвано их осаждением и поглощением подстилающей поверхностью. Возвращаясь к обсуждению данных рис. 4–6 отме-

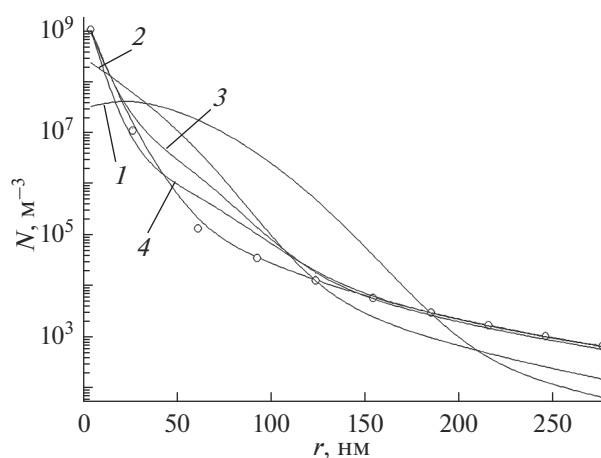


Рис. 7. Спектр вторичных аэрозольных частиц в атмосфере на высоте 3 км над Якутией при разных временах спустя инициализации модели (1 – 25, 2 – 20, 3 – 15, 4 – 10 сут). Зимнее время (январь 2002 г.). Светлыми кружками показан спектр ядер конденсации.

тим, что наряду с частицами вторичного аэрозоля в Байкальском регионе просматриваются также обширные области формирования таких аэрозольных частиц над Севером РФ (Баренцево и Карское моря), над Норвежским морем и над Скандинавией. Их возникновение, несмотря на низкий уровень инсоляции в зимнее время и невысокое содержание диоксида серы в атмосфере, прослеживается также и над континентальными районами в Якутии, Камчатке и Сахалине, а также над акваторией Чукотского, Берингово и Охотского морей. Формирование частиц в этих областях обязано в основном транспорту оксидов серы и сопровождающих его процессов окисления и бинарной нуклеации, что вызывается в зимнее время низкими температурами (220–245 К) и высокой относительной влажностью воздуха (≥ 0.65), доминирующей в нижней атмосфере от 5 до 12 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведены результаты расчетов распределения счетной концентрации вторичного сульфатного аэрозоля применительно к сферической атмосфере в зимнее время. Расчеты выполнялись с применением физически полной модели глобального переноса многокомпонентных газовых примесей и аэрозолей в региональном масштабе и сопутствующих физико-химических процессах.

Наряду с бинарной нуклеацией паров воды и серной кислоты в расчетах принималась во внимание и их нуклеация с участием атмосферных ионов. Найдено, что ключевыми факторами определяющими влияние ионов на пространственное распределение аэрозольных частиц в атмосфере являются уровень ионизации, а также температура и относительная влажность. Показано, что влияние ионов на распределение аэрозольных частиц в атмосфере прослеживается в нижней тропосфере и нижней стратосфере.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований 19-05-50007 (Микромир), а также при финансировании Госзадания ИВМ РАН и ИНЭП ХФ РАН им. В.Л.Тальрозе (тема АААА- 0047-2018-0012)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Seinfeld J.H., Pandis S.N. Atmospheric Chemistry and Physics. From Air Pollution to Climate Change. New York: Wiley-Interscience, 1997. 1326 с.
2. Akimoto H. Atmospheric Reaction Chemistry. Springer, 2016. 433 с.
3. Lowe D., MacKenzie R. Review of polar stratospheric cloud microphysics and chemistry // J. Atmos. Sol.–Terr. Phys. 2008. V. 70. № 1. P. 13–40.
4. Алоян А.Е., Ермаков А.Н., Арутюнян В.О. Формирование сульфатных аэрозолей в тропосфере и нижней стратосфере // Исследование возможной стабилизации климата с помощью новых технологий. Москва: Росгидромет, 2012. С. 75–98.
5. Алоян А.Е., Ермаков А.Н., Арутюнян В.О. Аэрозоль в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Сульфатные частицы в северных широтах // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31. № 2. С. 136–142.
6. Aloyan A.E. Mathematical modeling of the interaction of gas species and aerosols in atmospheric dispersive systems // Russ. J. Num. Anal. Math. Model. 2000. V. 15. № 1–4. P. 211–224.
7. Kirkby J., Curtius J., Almeida J. et al. Role of sulphuric acid ammonia and Galactic cosmic rays in atmospheric aerosol nucleation // Nature 2011. V. 476. P. 429–433.
8. Aloyan A.E., Yermakov A.N., Arutyunyan V.O. Modeling the influence of ions on the dynamics of formation of atmospheric aerosol // Izv., Atmos. Ocean. Phys. 2021. V. 57. № 1. P. 104–109.
9. Kurihara Y., Televa R.E. Structure of tropical cyclone developed in three-dimensional numerical simulation model // J. Atmos. Sci. 1974. V. 31. № 5. P. 893–919.
10. Ferguson E.E. Ion–molecule reactions in the atmosphere // Kinetics of Ion–Molecule Reactions / Ed. by Ausloos P. Boston: Springer, 1979. P. 377–403.
11. Froyd K.D., Lovejoy E.R. Experimental thermodynamics of cluster ions composed of H₂SO₄ and H₂O. 1. Positive ions // J. Phys. Chem. A 2003. V. 107. № 45. P. 9800–9811.
12. Yu F. Ion-mediated nucleation in the atmosphere: Key controlling parameters, implications, and look-up table // Geophys. Res. 2010. V. 115. D03206.
13. Hofmann D. J. Measurement of the concentration nuclei profile to 31 km in the Arctic in January and comparison with Antarctic measurements // Geophys. Res. Lett. 1990. V. 17. № 4. P. 357–360.
14. Алоян А.Е. Моделирование динамики и кинетики газовых примесей и аэрозолей в атмосфере. М.: Наука, 2008. 415 с.

Modeling the Regional Influence of Ions on Aerosol Formation in the Atmosphere

A. E. Aloyan^{1, *}, A. N. Yermakov^{2, **}, and V. O. Arutyunyan¹

¹ Marchuk Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, ul. Gubkina 8, Moscow, 119333 Russia

² Institute of Energy Problems of Chemical Physics, Russian Academy of Sciences, Leninskii pr. 38, korp. 2, Moscow, 119334 Russia

*e-mail: ezmakr2010@yandex.ru

**e-mail: polclouds@yandex.ru

Results of numerical calculations of the variability of number concentrations of aerosol particles of different sizes and the rates of ion-induced nucleation and binary nucleation of sulfuric acid and water vapors are presented. The calculations were performed using a new three-dimensional model of regional transport and transformation of gaseous species and aerosols in the atmosphere, incorporating photochemistry, nucleation with the participation of neutral molecules and ions, condensation/evaporation, and coagulation processes. The numerical results indicated a significant role ion-induced nucleation in wintertime aerosol formation, especially in the lower troposphere and lower stratosphere of the Northern Hemisphere. Along with the level of air ionization, temperature and relative humidity are among the key factors controlling the dynamics of ionic processes in the atmosphere and their impact on the spatiotemporal distribution of aerosol particles.

Keywords: numerical model, atmosphere, binary nucleation, ion-induced nucleation, aerosol particles